

بررسی تاثیر تغییرات منطقه‌ای برافرازش بر شاخص‌های ژئومورفیک: مطالعه موردی کمپلکس میشو در شمال باختر ایران

مهدی بهیاری^۱، محمد محجل^{۲*}، محسن موید^۳ و مهناز رضاییان^۴

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۳. استاد گروه زمین‌شناسی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز
۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان

تاریخ دریافت: ۹۳/۶/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۴/۵/۱۸

چکیده

کمپلکس میشو در شمال باختر ایران به صورت برجستگی شاخصی می‌باشد که توسط گسل‌های فعال شناخته شده‌ای محدود شده است. آرایش فضایی این گسل‌ها سبب برافرازش منطقه و برونزد سازند کهر به سن پرکامبرین در مرکز این کمپلکس شده است. بررسی شاخص‌های پروفیل‌های طولی رودخانه، مورفولوژی جبهه کوهستان، مورفولوژی دره‌ها و داده‌های ترموکرونومتری حوضه نشان می‌دهد که میزان نرخ برافرازش در راستای باختر به خاور و شمال به جنوب کاهش می‌یابد. نمودارهای هیپسومتری که برای دامنه شمالی و جنوبی تهیه شده است، نشان می‌دهند که دامنه شمالی نسبت به دامنه جنوبی در حالت ناپایداری قرار دارد. همچنین مقایسه منحنی توپوگرافی همگن شده کمینه و بیشینه در سه مقطع باختر، مرکزی و خاور میشو مشخص کرد که بیشترین اختلاف در مقطع باختری میشو است که دلالت بر نرخ بالای برافرازش در این بخش دارد. داده‌های زمین‌دماسنجی آغاز فرایش سریع از حدود ۲۱ تا ۲۲ میلیون سال (میوسن) پیشنهاد می‌کند. نرخ برافرازش ۰/۱۶ تا ۰/۲۴ Km/Ma قابل انتظار می‌باشد. مقایسه نتایج نمونه‌های برگرفته از باختر و خاور منطقه نشان از کاهش فرایش از باختر به خاور دارد که با نتایج داده‌های ساختاری و وضعیت چینه‌شناسی منطقه و یافته‌های مورفولوژیکی مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: برافرازش، شاخص‌های ژئومورفیک، کمپلکس میشو، فرایش، زمین‌دماسنجی.

مقدمه

برجستگی شاخصی در شمال باختر ایران مشخص می‌باشد و توسط گسل‌های فعال شناخته شده‌ای محدود می‌شود. به علت لیتولوژی و ساختار پیچیده به این منطقه کمپلکس میشو اطلاق شود و با توجه به جایگاه ژئودینامیک این منطقه

منطقه مورد مطالعه یکی از مناطق فعال در پهنه برخوردی صفحه عربی و اوراسیا می‌باشد که به صورت

* نویسنده مرتبط: mohajjel@modares.ac.ir

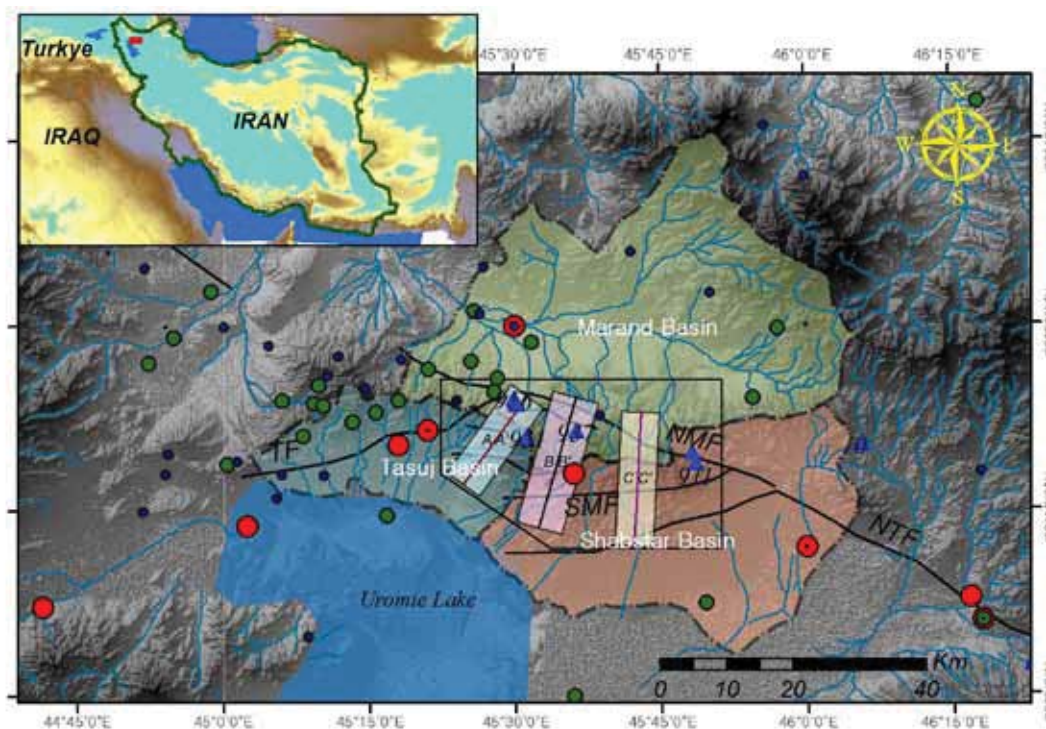
هدف این است که با بررسی شاخص‌های ژئومورفیک در کمپلکس میشو تاثیر برافرازش بر این شاخص‌ها و تغییرات آن با استفاده از ترموکرونومتری مورد بررسی قرار گیرد و به این سوال پاسخ داده شود که آیا نرخ برافرازش در تمام بخش‌های کمپلکس ساختاری میشو یکنواخت است یا با توجه به ساختارهایی که منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد، این نرخ متفاوت می‌باشد.

جایگاه زمین‌شناسی و تکتونیکی

تکتونیک کنونی ایران بیشتر تحت تاثیر همگرایی صفحه عربی و صفحه اوراسیا قرار دارد، این همگرایی بیشتر به صورت کوتاه‌شدگی در پهنه زاگرس و دگرشکلی‌ها و گسل‌های امتداد لغز در ایران مرکزی دیده می‌شود (Vernant et al., 2004) میزان این همگرایی را در محل گسل تبریز تقریباً ۲۰ میلی‌متر بر سال برآورد می‌کنند. همچنین حرکت رو به باختر صفحه آناطولی نسبت به اوراسیا این منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد که میزان این جابجایی ۲۴ میلی‌متر در سال در امتداد گسل شمال آناطولین تخمین زده شده است (Şengör, 1990)، در واقع گستره مورد مطالعه متاثر از تکتونیک برخوردی بین صفحات عربی، اوراسیا و آناطولی می‌باشد و تنش اعمالی ناشی از حرکت رو به شمال صفحه عربی توسط سامانه‌ای از گسل‌های امتداد لغز و شیب لغز به سمت باختر و گسل شمال آناطولین منتقل می‌شود. مرزهای کوه‌های میشو محدود به گسل‌های فعال و شناخته شده‌ای همچون گسل شمال میشو در بخش شمالی (NMF) و گسل جنوب میشو (SMF)، شبستر و تسوج (TF) در بخش جنوبی می‌باشد (Alavi, 1991; Vernant et al., 2004) (شکل ۱).

در شمال باختر ایران مورد توجه مطالعات بسیاری قرار گرفته است (Djamour et al., 2011; Karakhanian et al., 2004; Moradi et al., 2011; Reichenbacher et al., 2011; Saccani et al., 2013; Şengör, 1990; Şengör et al., 1984). مهم‌ترین عنصر ساختاری در شمال باختر ایران گسل تبریز می‌باشد که این گسل با توجه به فعالیت‌های لرزه‌ای و شواهد ساختاری به قطعات متعددی تقسیم شده است. گسل تبریز به سمت باختر پس از قطعه صوفیان به شاخه‌های گسل شمال میشو، گسل جنوب میشو، گسل شبستر، گسل شرفخانه، گسل تسوج تقسیم می‌شود (Berberian and Arshadi, 1976) که عملکرد این گسل‌ها سبب برافرازش کوه‌های میشو شده است. در کمپلکس میشو برافرازش در پهنه باریک ۲۰ کیلومتری اتفاق می‌افتد و ارتفاع از ۱۲۰۰ متر در دامنه کوه‌ها به بیش از ۳۲۰۰ متر در مرکز کوهستان می‌رسد. برافرازش و فرسایش بی وقفه سبب برونزد پی سنگ پرکامبرین (سازند کهر) در مرکز این کوه‌ها شده است (Asadian et al., 1994).

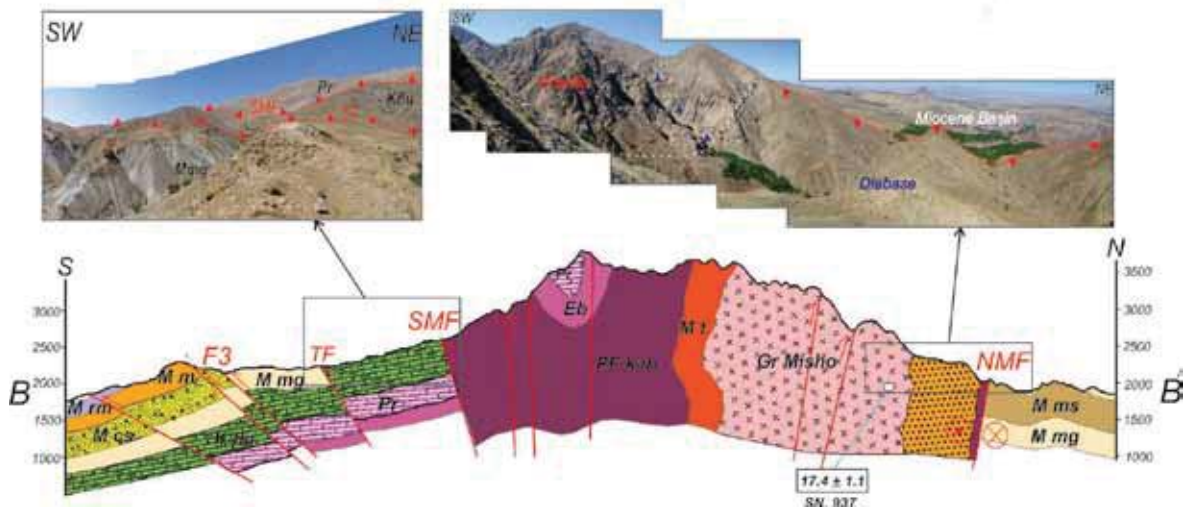
کوه‌های میشو با توجه به عملکرد عناصر ساختاری برافرازش یافته است و موقعیت مناسبی جهت ارزیابی میزان فعالیت زمین‌ساختی در دامنه‌های شمالی و جنوبی از طریق ریخت‌سنجی شاخص‌های ژئومورفیک و بررسی تغییرات نرخ برافرازش بر اساس زمین‌دماسنجی فراهم آورده است. اشکال توپوگرافی در ارزیابی کمی اثرات متقابل زمین‌ساخت و فرآیندهای سطح زمین در نواحی فعال زمین‌ساختی، جایگاه ویژه‌ای دارند و استفاده از آنها می‌تواند زمینه بررسی تکامل چشم‌انداز، در منطقه مورد مطالعه را فراهم کند (Azor et al., 2002; Molin et al., 2004). در این مقاله



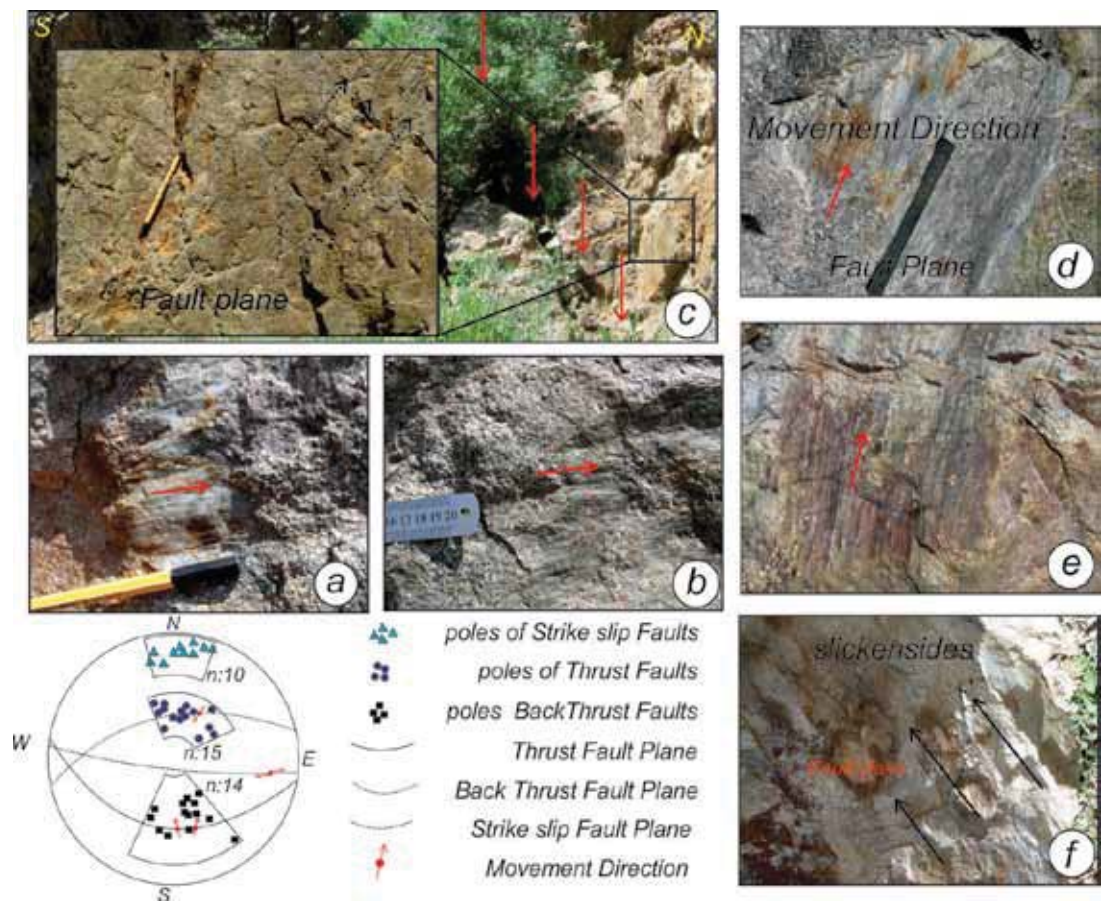
شکل ۱. موقعیت گستره مورد مطالعه به صورت چهارگوش مشخص می‌باشد. همچنین موقعیت گستره که به صورت دقیق مورد آنالیز قرار گرفته به همراه حوضه‌های آبریز و گسل‌های فعال و پراکندگی زمین لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه مشخص می‌باشد (NTF: گسل شمال تبریز، NMF: گسل شمال میشو، SMF: گسل جنوب میشو، TF: گسل تسوج)

گرانیتوئیدی قطع می‌شوند که خود متشکل از دو واحد مجزا هستند. یکی گرانیت‌های تیپ S (گرانیت میشو) در بخش مرکزی منطقه و دیگری آلکالی گرانیت و سینییت در بخش خاوری منطقه می‌باشد (شاه زیدی و همکاران، ۱۳۹۲)، تمام این مجموعه‌ها جایگاه چینه‌شناسی قبل از پرمین دارند. در گستره مورد مطالعه راندگی در راستای گسل‌های منطقه سبب برافرازش فعال منطقه شده است (شکل ۲). تحلیل‌های جنبشی انجام شده بر روی این گسل‌ها نشان داد که در دامنه شمالی، شیب گسل‌ها به سمت جنوب است و جهت حرکت فرا دیواره به سمت شمال و در دامنه جنوبی، شیب گسل‌ها به سمت شمال و جهت راندگی به سمت جنوب می‌باشد (بهیاری و همکاران، ۱۳۹۴). البته روندهای ذکر شده به صورت کلی می‌باشد و با توجه به منطقه‌ای که برداشت شده است در دامنه شمالی جهت راندگی از شمال خاور تا شمال باختر تغییر می‌کند. گسل‌های جوان در منطقه بیشتر دارای مولفه امتداد لغز راستگرد می‌باشند و در دامنه شمالی نمود بیشتری دارند (شکل ۳).

جایگاه تکتونیکی این منطقه قابل مقایسه با ایران مرکزی و البرز نیست چرا که در هیچ یک از پهنه‌های مذکور بین نهشته‌های پیشرونده شروع سازندهای با سن پرمین و رسوبات پالئوزوئیک زیرین دگرشیبی زاویه‌دار نظیر کوه‌های مورو و میشو دیده نمی‌شود (موید و موذن، ۱۳۸۱) و همچنین مجموعه مافیک و آلکالی گرانیت به سن هرسنین که در کوه‌های مورو و میشو رخنمون دارند در هیچ یک از پهنه‌های مذکور شناخته نشده‌اند (Ahankoub et al., 2013). پی سنگ کریستالین در این منطقه عمدتاً شامل ماسه‌سنگ‌ها با دگرگونی ضعیف به همراه متاشیل‌ها و توف‌های دگرگون شده می‌باشد که در مجموع سازندکهر خوانده می‌شود. تمامی واحدهای سازند کهر دگرگونی ضعیفی در حد رخساره شیست سبز را نشان می‌دهند. واحدهای مافیک و الترامافیک شامل گابرو، دونیت، پیروکسنیت در داخل واحد کهر تزریق شده‌اند. سن مجموعه گابرو با استفاده از تعیین سن زیرکن به روش اورانیوم- سرب $356/7 \pm 3/4$ میلیون سال تعیین شده است (Saccani et al., 2013). کل این مجموعه توسط دایک‌های دیابازی و یا واحدهای



شکل ۲. مقطع عرضی در موقعیت BB که بر روی شکل یک مشخص شده است. PE kah (ماسه سنگ شیل پرکامبرین سازند کهر، Pr، آهک ضخیم لایه پرمین معادل سازند روته، Kflu ماسه سنگ، مارن و آهک کرتاسه با رخساره فیلیشی، Mgs کنگلومرای ضخیم لایه، Mm سیلت و مارن سبز رنگ به همراه ماسه سنگ‌های ضخیم لایه، M mg مارن و ماسه سنگ، Db، دباباز، Gr Misho، گرانیت میشو، Mt هورنفلس و دگرگونی همبری)



شکل ۳. تحلیل جنبشی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه و خش‌لغزهای گسل بر روی صفحات راندگی. (a) خش‌لغز بر روی گسل‌های امتداد لغز منطقه، (b) خش‌لغز با ریک صفر درجه بر روی صفحه گسل امتداد لغز، (c) رخنمون گسل شیب‌لغز معکوس با مولفه امتداد لغز راستگرد، (d) گسل معکوس در داخل واحد گرانیتی، (e) گسل معکوس به همراه خش‌لغز بر روی صفحه گسلی جهت راندگی رو به شمال، (f) گسل معکوس همراه با مولفه امتداد لغز راستگرد

می‌شود، آثاری محسوس بر سیستم‌های رودخانه‌ای دارد. در واقع مقاطع طولی رودخانه‌ها موازنه ما بین فرسایش و برافرازش را نشان می‌دهد (Hovius et al., 2000) و برافرازش را نشان می‌دهد (Menéndez et al., 2008)، به طوری که در پی تغییر ارتفاع منطقه تغییراتی در شیب کف دره‌ها ایجاد شده و در نتیجه ویژگی‌های هندسی رودخانه تحت تاثیر قرار می‌گیرند. اثر فعالیت‌ها بر روی رودخانه‌ها به صورت تغییر در نوع شبکه رودخانه‌ای و عمل انباشت یا کاوش رودخانه نیز ظاهر می‌شود. کند بودن عمل حفر بستر نسبت به بالا آمدگی سبب از هم پاشیدن شبکه آبراهه‌ای موجود، و سرعت زیاد آن، گسترش حوضه و تشدید فرسایش در راس آبراهه‌ها را به دنبال خواهد شد. در واقع می‌توان گفت بین حرکات زمین ساختی و تغییرات سامانه‌های رودخانه‌ای نوعی تعامل وجود دارد و واکنش سامانه‌های رودخانه‌ای به فعالیت‌های زمین ساختی، به شدت و نوع این فعالیت‌ها و اندازه نسبی رودخانه وابسته است (Burbank and Anderson, 2011).

(Hovius et al., 2000) با توجه به نرخ برافرازش و نرخ بارش ماهانه، ۳ نوع مورفولوژی برای پروفیل‌های طولی رودخانه تعریف کرده است: رودخانه‌های با پروفیل مقعر نشانه موازنه طولانی مدت مابین نرخ برافرازش و فرسایش است. پروفیل‌های محدب- مقعر همراه با پله‌های فرسایشی نشان دهنده غلبه طولانی مدت فرایندهای فرسایشی در منطقه است. پروفیل‌های محدب نیز از شاخصه‌های مناطقی هستند که برافرازش (مناطق فعال تکتونیکی) غالب هستند. شاخص شیب آبراهه در مقابل سطح تراز بسیار حساس می‌باشد و هرگونه فعالیت ساختاری یا تغییر جنس سنگ بستر موجب تغییر در این شاخص خواهد شد این شاخص از طریق رابطه ۱ محاسبه می‌شود.

$$SL = (\Delta L / \Delta H) / L \quad (\text{رابطه ۱})$$

در رابطه فوق، ΔH نشانگر تغییرات ارتفاع کانال، ΔL معرف طول آن و L طول کانال از نقطه مورد نظر که شاخص اندازه گیری شده تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد، هستند. شاخص SL با انرژی آبراهه و تکتونیک منطقه مرتبط است.

تحلیل شاخص‌های ژئومورفیک

با توجه به در دسترس بودن و استخراج سریع شاخص‌های ژئومورفیک از نقشه‌های توپوگرافی و مدل‌های رقومی ارتفاعی، استفاده از این شاخص در ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی مناطق مختلف در پروژه‌های مطالعاتی و عمرانی همواره مورد توجه قرار می‌گیرد. همچنین تحلیل‌های ژئومورفولوژیک در مناطقی که دارای پوشش گیاهی کمی هستند و سیماهای زمین‌ساختی در ارتباط با تکتونیک فعال تشکیل شده‌اند، بسیار ثمر بخش می‌باشد. همچنین از شاخص‌های ژئومورفولوژیک می‌توان برای تشخیص دگرشکلی‌های مرتبط با گسل‌های با نرخ لغزش کم تا متوسط استفاده کرد (Gracia et al., 2006; Pedrera et al., 2009; Pérez-Peña et al., 2009).

مبنای نظری تحلیل‌های مورفولوژیک، روابطی است که به صورت نسبی بین فرایندهای موثر در بالا آمدگی سطح اساس محلی (برافرازش زمین‌ساختی) است. توپوگرافی سطح زمین نیز نتیجه عملکرد نیروهای درونی و بیرونی در محل سطح تماس است. مهم‌ترین شاخص‌های ژئومورفولوژیک عبارتند از کمیت‌های توپوگرافی (SL, Eu, Fd, Fmf, Smf) و ویژگی‌های شبکه زهکشی (AF, BS). شاخص‌های ژئومورفولوژیک مورد استفاده در مطالعات زمین ریخت‌شناسی زمین‌ساختی عمدتاً شامل شاخص‌های مرتبط با فرایندهای انباشتی و فرسایشی حاکم در سامانه‌های رودخانه‌ای هستند، زیرا الگوی توسعه و تکامل شبکه‌های زهکشی از جمله شاخص‌هایی است که به تغییرات حاصل از فعالیت‌های زمین‌ساختی بسیار حساس است. برای تحلیل مسائل مورفولوژیکی کوهستان میشو به ۳ بخش باختری، مرکزی و خاوری تقسیم شده که هر کدام از این بخش‌ها شامل دامنه شمالی و دامنه جنوبی هستند که دارای ویژگی‌های ریخت‌شناسی و زمین‌شناسی خاص خود هستند.

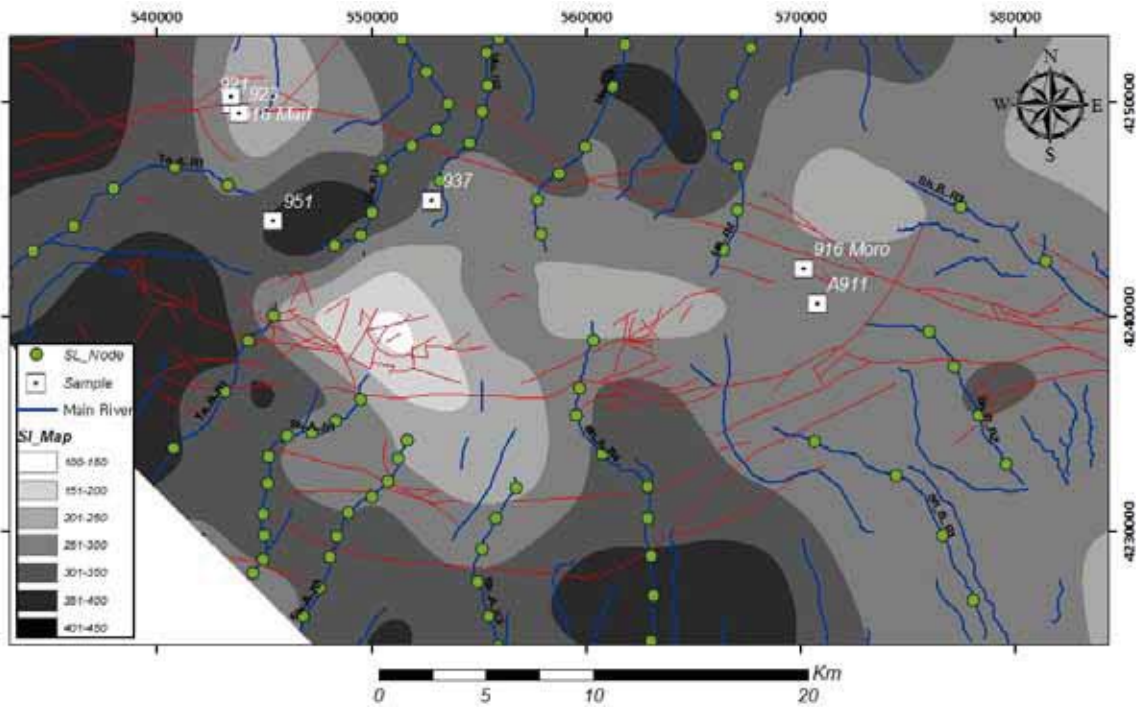
شاخص شیب آبراهه^۱

رویداد و فعالیت‌های زمین‌ساختی در یک ناحیه که موجب بالا آمدگی و یا جابه‌جایی افقی در طول گسل‌ها

1. Stream gradient index

از دامنه جنوبی است. همچنین با حرکت به سمت خاور از میزان این شاخص هم در دامنه شمالی و هم در دامنه جنوبی کاسته می‌شود (شکل ۴).

بالا بودن مقدار این شاخص نشان دهنده مناطق با فعالیت تکتونیکی بالا و قدرت فرسایشی بالای آبراهه‌ها و مقدار پایین آن مناطق با فعالیت کم را نشان می‌دهد. بررسی این شاخص نشان می‌دهد، این شاخص در دامنه شمالی بیشتر



شکل ۴. نقشه هم مقادیر شاخص شیب آبراهه در محدوده مورد مطالعه به همراه نمونه‌های مورد استفاده برای زمین دماسنجی بیشتر می‌شود (Bull, 2008; Pérez-Peña et al., 2010; Silva et al., 2003) جبهه کوهستانی به صورت پرتگاه‌های موجود در امتداد گسل شمال میشو در بخش شمالی و در بخش جنوبی مجاور گسل جنوب میشو تعریف می‌شود. در گستره مورد مطالعه با توجه به مورفولوژی منطقه، منحنی تراز ۱۷۰۰ متر به عنوان مرز بین کوه و دشت در دامنه شمالی و جنوبی در نظر گرفته شده است (شکل ۵). آنالیز این شاخص نشان می‌دهد که دامنه شمالی بیشتر تحت تاثیر رویدادهای تکتونیکی فعال می‌باشد (جدول ۱).

جدول ۱. مقادیر آنالیز شاخص پیچ و خم جبهه کوهستانی در دامنه‌های شمالی و جنوبی میشو

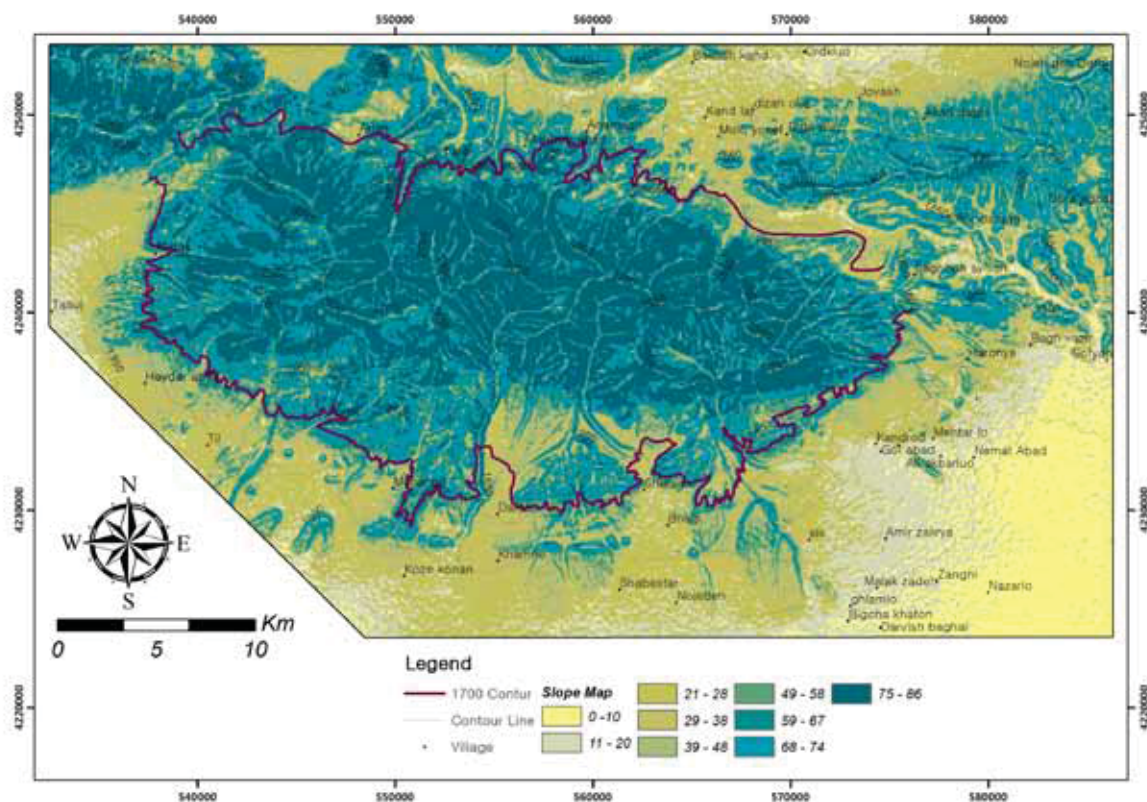
	L_{mf}	L_s	S_{mf}
Northern Flank	75	37	2.0
Southern Flank	125	50	2.5

1. Mountain-front sinuosity

پیچ و خم جبهه کوهستان (S_{mf})
 پیچ و خم جبهه کوهستان^۱ به صورت رابطه ۲ تعریف می‌شود:
 (رابطه ۲)

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s$$
 در این رابطه L_{mf} طول جبهه کوهستان است و L_s طول خطی است که ابتدا و انتهای جبهه کوهستان را به هم وصل می‌کند.

فعالیت‌های گسل‌های راندگی سبب برافرازش و تشکیل پرتگاه‌های گسلی می‌شود و جبهه کوهستان به صورت مستقیم شکل می‌گیرد، در مقابل فرسایش و فعالیت شبکه زهکشی و رودخانه سبب افزایش پیچ و خم می‌شود. در واقع S_{mf} بیانگر نسبت بین این دو عامل است. یکی از شاخصه‌های مناطق فعال زمین‌ساختی برافرازش سریع در امتداد گسل‌ها می‌باشد بنابراین در این مناطق هرچه فعالیت زمین‌ساختی بیشتر باشد، مقدار این ضریب کمتر خواهد بود. لازم به ذکر است که با گذشت زمان در اثر عملکرد فرسایش این نرخ



شکل ۵. جبهه پیشانی کوهستان در دامنه‌های شمالی و جنوبی میشو

$$Vf = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})} \quad (\text{رابطه ۳})$$

در این رابطه V_{fw} عرض کف دره است، E_{ld} و E_{rd} ارتفاع خط الراس در چپ و راست دره می‌باشد، E_{sc} نیز ارتفاع کانال (کف دره) است.

تمامی دره‌های آنالیز شده Vf کمتر از یک دارند و نشانگر فعالیت بالای تکتونیکی منطقه است. داده‌ها نشانگر این است که در دامنه شمالی میشو در بخش باختری و در دامنه جنوبی در بخش مرکزی در حوضه شبستر این شاخص در کمترین مقدار می‌باشد و فعالیت تکتونیک (برافرازش) بالایی را نشان می‌دهند (جدول ۲).

نسبت عرض بستر دره به ارتفاع آن

شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع آن برای پیشانی کوهستانی منتخب انجام شده است. آنالیز این شاخص این امکان را فراهم می‌نماید که دره‌های V شکل را از U شکل تفکیک کرد. دره‌های عمیق V شکل با Vf کمتر از یک در مناطق فعال تکتونیکی دیده می‌شود که بر اثر برافرازش رودخانه‌ها تمایل به حفر قائم بستر خود دارند اما دره‌های U شکل با Vf بیشتر از یک در مناطق آرام از لحاظ تکتونیکی دیده می‌شوند که رودخانه‌ها بیشتر در حال فرسایش جانبی عرض بستر خود می‌باشد؛ (Keller and Pinter, 1996; Pedrera et al., 2009; Pérez-Peña et al., 2010) این شاخص از رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

جدول ۲. داده‌های مربوط به آنالیز شاخص Vf (واحد پارامترها به متر می‌باشد)

Valley	V _{fw}	E _{ld}	E _{rd}	E _{sc}	V _f	position
Ma_R1	233	2700	2450	1750	0.2824	NF
Ma_R4	209	2150	2160	1875	0.7464	NF
Sh_A_R1	50	1983	2000	1772	0.23	SF
Sh_B_R1	100	2001	2100	1780	0.369	SF
Ta_A	200	2064	1900	1741	0.8298	SF
Ta_B	150	2229	2359	1903	0.3836	SF

سطوح چند وجهی^۱

شاخص سطوح چند وجهی (Fmf) به صورت نسبتی از یک جبهه کوهستانی که به صورت اشکال چند وجهی در آمده است، تعریف می‌شود (رابطه ۴) و از طریق تقسیم مجموع طول اشکال چند وجهی بر کل طول جبهه کوهستانی محاسبه می‌شود. در مناطق فعال تکتونیکی فعالیت گسل‌ها و تداوم فعالیت آنها موجب می‌شود. اشکال چند وجهی بزرگ و پیوسته بوده و به عبارتی دیگر درصد بالایی از چند وجهی شدن مشاهده گردد (Burbank and Anderson, 2011)

$$Fmf (\text{Fact}\%) = L_f / L_s * 100 \quad (\text{رابطه ۴})$$

در این رابطه Fmf درصد سطوح چند وجهی در امتداد جبهه کوهستان، Lf مجموع طول اشکال چند وجهی، Ls طول جبهه کوهستان به خط مستقیم می‌باشد. در مناطق فعال تکتونیکی بر اثر حرکت گسل‌ها درصد بالایی از سطوح چند وجهی شدن مشاهده شود.

نسبت کشیدگی^۲ (Bs)

حوضه‌هائی که در مناطق فعال تکتونیکی قرار دارند غالباً به صورت کشیده هستند که با کاسته شدن از فعالیت تکتونیکی (نرخ برافرازش) منطقه و افزایش فرسایش به شکل دایره نزدیک‌تر می‌شوند (Burbank and Anderson, 2011) نسبت کشیدگی حوضه را می‌توان متناسب با نرخ طول کشیدگی حوضه دانست (رابطه ۵).

$$Bs = Bl/Bw \quad (\text{رابطه ۵})$$

که در آن Bl طول حوضه آبریز است که از دهانه حوضه آبریز تا بالاترین بخش حوضه اندازه‌گیری می‌شود و Bw عرض حوضه می‌باشد. مقادیر بالای این نسبت نشان دهنده حوضه‌های کشیده است و به عبارت دیگر با فعالیت تکتونیکی زیاد و مقادیر کم آن نشانگر حوضه‌های دایره‌ای شکل و فعالیت تکتونیکی کم منطقه می‌باشد. بررسی شاخص فوق در گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که میزان کشیدگی حوضه در دامنه شمالی بیشتر از دامنه جنوبی می‌باشد و در دامنه جنوبی از با ختر به سمت خاور از میزان کشیدگی حوضه کاسته می‌شود (جدول ۳).

شاخص درصد قسمت‌های بریده شده جبهه کوهستان^۳ Fd

این شاخص به صورت رابطه ۶ تعریف می‌شود:

$$FD = Lmfd / Ls \quad (\text{رابطه ۶})$$

که در این شاخص، Fd درصد بخش‌های بریده شده جبهه کوهستان، Lmfd طول بخش‌های بریده شده جبهه کوهستان (توسط شبکه آبراه‌ها) و Ls طول جبهه کوهستان به خط مستقیم می‌باشد. در مناطق فعال تکتونیکی، عوامل تکتونیکی سعی در ایجاد جبهه کوهستان به صورت خطی و مستقیم دارند. مقدار این شاخص به صورت کمی بین صفر تا یک می‌باشد که هرچقدر مقدار شاخص Fd به صفر نزدیک‌تر باشد، جبهه کوهستان از لحاظ تکتونیکی فعال‌تر می‌باشد.

1. Percentage faceting along mountain front

2. Drainage basin shape

3. Mountain front dissection

جدول ۳. داده‌های مربوط به شاخص‌های Fmf و Bs, Fd

Basin	Fmf Indices			Bs			Fd Indices		
	Ls	Lf	Fmf indices	Bl	Bw	Bs indices	Ls	Lmfd	Fmf indices
Ma_A	37	27.3	73.7	61	20	3.1	37	10	0.3
Ta_A	7	2	27.9	22	10.8	2	7	5	0.7
Ta_B	7.2	4.5	62	14	7.4	1.9	7.2	3	0.4
Sh_A	23.7	19.4	81.9	29.5	22	1.3	23.7	4.1	0.2
Sh_B	12.5	10.1	80.4	28	26.5	1.1	12.5	11.5	0.9

منحنی‌های هیپسومتری

از شاخص‌های حوضه‌هایی هستند که فرسایش در آن‌ها به صورت متوسط بوده است، در نهایت منحنی‌های مقعر نشان دهنده حوضه‌های قدیمی هستند که به شدت فرسایش یافته‌اند.

شاخص هیپسومتری بین صفر تا یک تغییر می‌کند. اگر این شاخص نزدیک به صفر باشد نشانگر منطقه با فرسایش یافتگی بالا و بالغ است در حالی که اگر این شاخص نزدیک به یک باشد نشان دهنده منطقه جوان و نابالغ با فرسایش یافتگی کم می‌باشد.

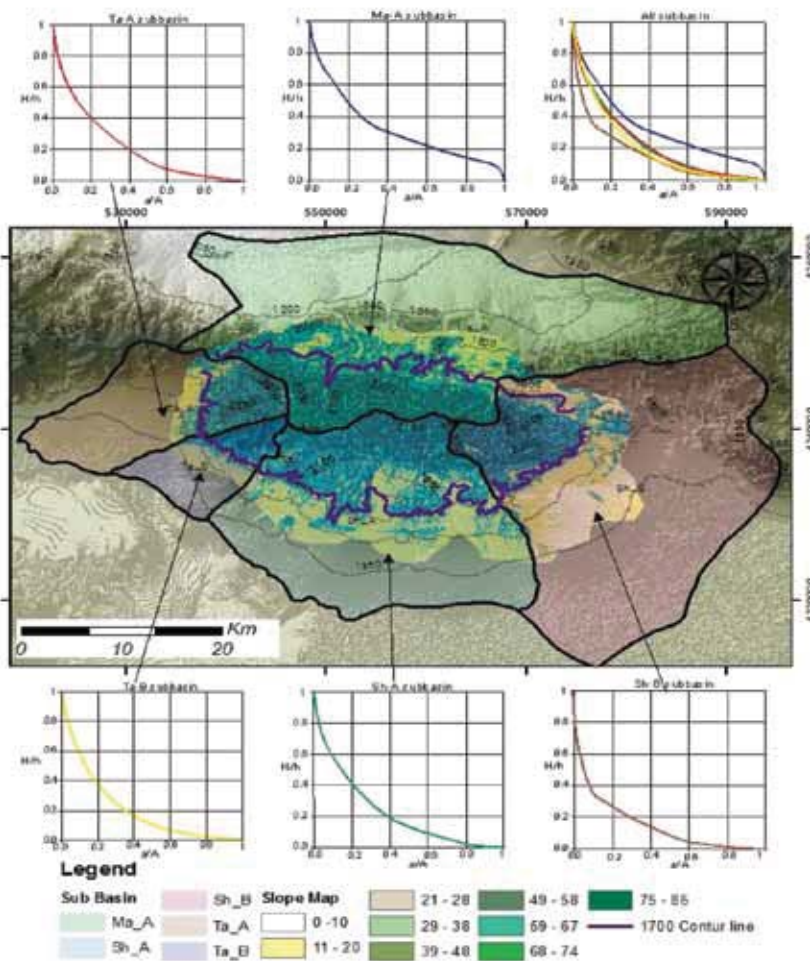
نمودار و شاخص هیپسومتری اطلاعات ارزشمندی در مورد فاکتورهای تکتونیک، آب و هوا و لیتولوژی که مورفولوژی حوضه آبریز را کنترل می‌کنند ارائه می‌کند (Huang and Niemann, 2006; Willgoose and Hancock, 1998). در منطقه مورد مطالعه نمودار هیپسومتری برای تمامی حوضه‌ها به شکل محدب است که نشان از بلوغ نسبی منطقه دارد، اما زمانی که این شاخص برای دامنه‌های شمالی و جنوبی با یکدیگر مقایسه شود، تفاوت حاصله ناشی از اختلاف برافرازش در دامنه شمالی و جنوبی می‌باشد و نشانگر ناپایداری بیشتر در دامنه شمالی جایی که پیشانی کوهستان توسط گسل شمال میشو قطع می‌شود را دارد (شکل ۶).

منحنی‌های هیپسومتری شاخصی است برای توصیف پراکندگی ارتفاع نسبت به مساحت یک حوضه یا یک ساختار (لنداسکیپ) خاص البته این شاخص مستقل از مساحت حوضه مورد بررسی است. مقدار این شاخص برابر است با مساحت زیر منحنی هیپسومتری که نشانگر حجمی از گستره است که تحت تاثیر فرسایش قرار نگرفته است. این شاخص از رابطه ۷ قابل محاسبه می‌باشد (Strahler, 1952).

(رابطه ۷) شاخص هیپسومتری = (ارتفاع کمینه - ارتفاع بیشینه) / ارتفاع کمینه - ارتفاع میانگین)

در معادله فوق کمترین و بیشترین ارتفاع منطقه از مدل رقومی ارتفاعی منطقه به دست می‌آید و برای بدست آوردن ارتفاع میانگین می‌توان به صورت تصادفی ارتفاع ۵۰ نقطه از منطقه را اندازه گیری کرد یا با استفاده از نرم افزار GIS میانگین حسابی ارتفاع کل منطقه را برآورد کرد. از مزایای این شاخص این است که حوضه‌های با مساحت‌های متفاوت را می‌توان با هم مقایسه کرد (Pérez-Peña et al., 2009; Walcott and Summerfield, 2008).

شکل نمودار هیپسومتری با میزان فرسایش حوضه مرتبط است که این نیز وابسته به بلوغ حوضه می‌باشد. منحنی‌های محدب مربوط به حوضه‌های جوان هستند که فرسایش در آن‌ها کم بوده است. منحنی‌های S شکل



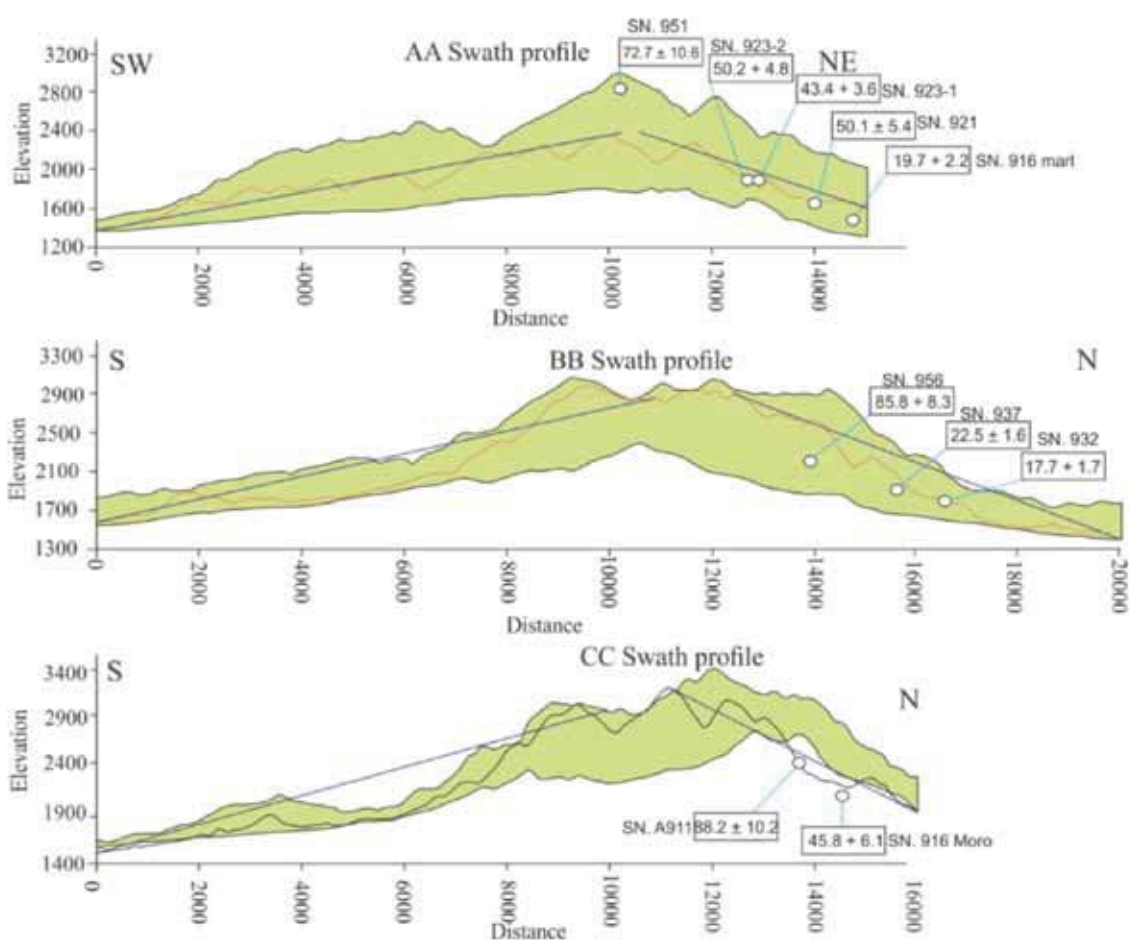
شکل ۶. نمودار هیپسومتری برای حوضه‌های مختلف کمپلکس میشو که اختلاف این منحنی برای دامنه‌های شمالی و جنوبی مشخص می‌باشد

می‌شوند در مطالعاتی که برافرازش فعال توپوگرافی منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد و به صورت کمینه و بیشینه و میانگین تهیه می‌شوند. آنچه که مسلم است هر چقدر اختلاف پروفیل همگن کمینه و بیشینه در یک منطقه بیشتر شود نشانگر نرخ بالاتر برافرازش در منطقه است (Mitchell and Montgomery, 2006; Montgomery, 2001). بررسی این نمودارها نیز نشان می‌دهد که بیشترین اختلاف ما بین نمودار بیشینه و کمینه توپوگرافی همگن شده در باختر میشو می‌باشد که ناشی از نرخ بالای برافرازش در این بخش از کمپلکس میشو می‌باشد (شکل ۷).

نمودارهای همگن شده توپوگرافی^۱

برای ارزیابی میزان برافرازش در گستره مورد مطالعه، مقاطع توپوگرافی همگن شده نیز تهیه شد. زمانی که مقطع توپوگرافی به صورت عادی تهیه شود این مقطع به صورت تصادفی نشانگر اطلاعات ارتفاعی است که خط مورد نظر، عوارض ارتفاعی را قطع می‌کند و احتمال این که این خط نتواند نشانگر وضعیت واقعی توپوگرافی در منطقه باشد، وجود دارد. اما زمانی که از پروفیل‌های همگن شده استفاده می‌شود ابتدا گستره مورد مطالعه همگن می‌شود سپس پروفیل تهیه شود. این پروفیل‌ها به صورت گسترده استفاده

1. Swath profile



شکل ۷. نمودارهای پروفیل‌های همگن شده در باختر، مرکز و خاور کمپلکس میشو به همراه داده‌های منتشر نشده ترموکرونومتری حرارت پایین در گستره مورد مطالعه

زمین دماسنجی

ترتیب می‌توان زمان برافرازش و بالا آمدن سنگ از عمق به سطح را تعیین کرد و با تخمین مسافتی که واحدهای سنگی از عمق به سمت سطح حرکت کرده‌اند، نرخ برافرازش در منطقه را برآورد کرد. در رابطه با پی سنگ‌های بلورین که کیلومترها از محل اولیه خود برافرازش یافته و بالا آمده‌اند (مانند سازند کهر در منطقه مورد مطالعه)، ترموکرونولوژی تنها روشی است که می‌تواند زمان حرکت سنگ از عمق به سمت سطح زمین را تعیین نماید (Braun et al., 2006). به عبارت ساده‌تر فرآیندهای سطحی و تکتونیک در تغییرات ساختار حرارتی لیتوسفر نقش اساسی دارند.

زمین‌دماسنجی عبارت است از بدست آوردن اطلاعات درباره تاریخچه حرارتی سنگ‌ها در بخش‌های میانی و فوقانی پوسته، در اثر عبور سنگ از یک ایزوترم خاص (در سیستم‌های مختلف متفاوت است). برخی از رادیوایزوتوپ‌های موجود در سنگ دچار واپاشی شده و آثار آن به صورت رادیوایزوتوپ‌های نوزاد پایدار و یا به هم ریختگی در شبکه بلوری^۲ ثبت می‌شود. از این رو با تعیین زمان عبور نمونه از این ایزوترم‌ها می‌توان تاریخچه حرارتی منطقه را مورد بررسی قرار داد. به عبارتی دیگر با توجه به افزایش درجه حرارت از سطح به عمق زمین، می‌توان اطلاعات تاریخچه حرارتی سنگ را تبدیل به تاریخچه ساختاری آن کرد. بدین

1. Thermochronology
2. Fission track

سیستم Apatite Fission Track

در این سیستم در اثر واپاشی اورانیوم ۲۳۸ به صورت شکافتا در شبکه بلوری بهم ریختگی ایجاد شده و آثار آن به صورت خطوطی تحت عنوان Fission Track ثبت شود. تشکیل و تثبیت بهم ریختگی نیز در محدوده‌های حرارتی خاصی صورت می‌پذیرد. تعیین سن ترموکرونولوژیک در صورت یکنواخت بودن^۲ و سرعت نسبی بالای سرد شدن، براساس تعداد نمونه‌های مورد مطالعه بدین صورت انجام گرفت که پس از بررسی مقاطع نازک نمونه‌های اخذ شده وجود ترموکرونومتر آپاتیت اثبات شد. در این حالت تعدادی نمونه از ترازهای ارتفاعی مختلف برداشته شده و پس از جداسازی کانی حاوی ترموکرونومتر مذکور، سن‌سنجی در هر نمونه صورت گرفته و نهایتاً نمودار ارتفاع- سن^۳ رسم شد. نمونه‌برداری در چندین منطقه صورت گرفته و بخش‌های بالایی پوسته به ضخامت ۳-۰ کیلومتر جزو اهداف مطالعه بوده است. شیب بهینه^۴ تهیه شده برای هر منطقه در نمودار بیانگر نرخ برافرازش است.

در این پژوهش با توجه به مطالعاتی که در قالب رساله‌ها یا پایان‌نامه‌های پترولوژی که در هم‌تافت میشو صورت گرفته بود، وجود ترموکرونومتر آپاتیت محرز شده بود همچنین با توجه به اهداف ژئودینامیکی پروژه و مناسب بودن آپاتیت برای این نوع مطالعات جهت نمونه‌برداری انتخاب شد. همچنین برای درک بهتر از تاثیر ساختار بر روی نرخ برافرازش و سردشدگی ساختاری در منطقه نمونه برداری بر روی مقاطع ساختاری انجام گرفت.

نمونه‌های غرب میشو تقریباً منطبق بر خطی هستند که می‌توان این خط را برای نرخ سردشدگی سریع در نظر گرفت. با استفاده از این خط نرخ فرایش 0.035 km/Ma ~ بر سال به دست می‌آید اما با توجه به موقعیت ژئودینامیک منطقه، پروفیل توپوگرافی و همچنین برونزد سازندهای پرکامبرین در هسته کوه‌های میشو این نرخ بسیار ناچیز می‌باشد و نمی‌تواند نرخ صحیحی برای فرایش در منطقه باشد. در واقع می‌توان چنین گفت با داده‌های ما تعیین سن آغاز فرایش سریع امکان پذیر نبوده است. از طرفی دیگر مدل‌سازی تاریخچه حرارتی نمونه ۹۲۷ نشان می‌دهد که آغاز فرایش

سریع^۵ از حدود ۲۱ تا ۲۲ میلیون سال پیش اتفاق می‌افتد. با فرض این‌که شیب زمین گرمایی در منطقه مورد مطالعه ۰۲ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر باشد مقدار فرایش در منطقه ۳/۳ تا ۵ کیلومتر از ۲۱ میلیون سال پیش برآورد می‌شود لذا با توجه به این مدل نرخ برافرازش ۰/۲۴ تا ۰/۱۶ km/Ma قابل انتظار می‌باشد (Behyari et al., 2016).

نمونه ۲-۹۲۳ نمونه‌ای است که به‌طور کامل ریست شده است و در باختر میشو قرار دارد نمونه 916moro از لحاظ ساختاری مشابه نمونه ۲-۹۲۳ می‌باشد و هر دو در فرادیاواری گسل شمال میشو قرار دارند که از لحاظ تراز ارتفاعی هم تقریباً یکسان می‌باشد فاصله جانبی این دو نمونه در حدود ۸ کیلومتر می‌باشد، در حالی که نمونه ۹۱۶ moro بخشی ریست است و نشان می‌دهد فرایش به‌صورت یکنواخت در امتداد ساختار اتفاق نمی‌افتد و از باختر به خاور از مقدار فرایش کاسته می‌شود (Behyari et al., 2015).

نتیجه‌گیری

در کمپلکس میشو تغییرات سطح اساس به‌صورت فعال و تحت تاثیر ساختارهای منطقه اتفاق می‌افتد. از طرفی تغییرات ارتفاع شاخص‌های ژئومورفیک را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بنابراین ارتباط مستقیمی ما بین ساختارهای فعال و شاخص‌های ژئومورفیک در گستره مورد مطالعه برقرار است. بررسی شواهد ساختاری در منطقه مورد مطالعه مانند اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی قائم در افرازش‌های گسلی، برافرازش واحدهای پرکامبرین، همچنین مقایسه داده‌های زمین‌دماسنجی نمونه 2-923 از باختر منطقه با 916 moro از خاور منطقه دلالت بر برافرازش نامتقارن در گستره مورد مطالعه دارد. برای بررسی کیفی این اختلاف از شاخص‌های ژئومورفیک و برای بررسی کمی از داده‌های زمین‌دماسنجی استفاده شده که به‌طور خلاصه نتایج آن عبارتند از:

۱. منطقه مورد مطالعه کاملاً تحت تاثیر عناصر ساختاری گسل شمال میشو، گسل جنوب میشو و گسل تسوج

1. Splitting
2. Monotonic
3. Age-Elevation
4. Best fit
5. Rapid exhumation

تربیت مدرس تهران و دانشگاه پوتسدام آلمان که در مراحل انجام این پژوهش ما را یاری کردند صمیمانه تشکر نماییم.

منابع

- بهیاری، م.، محجل، م.، رضاییان، م.، موید، م.، ۱۳۹۴. تحلیل تاریخیچه برافرازش کوه‌های میشو با استفاده از ترموکرونومترهای حرارت پایین، مجله علوم زمین، ۹۶، ۶۵ - ۹۲.

- شاه زیدی، ا.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی و پترولوژی گرانیتوئیدهای جنوب غرب مرند (جنوب روستاهای عیش آباد و پیربالا) - شمال غرب ایران. رساله دکتری، دانشگاه تبریز، فصل چهارم.

- مؤید، م. و مؤذن، م.، ۱۳۸۱. نگرشی نو بر موقعیت خط درز پالئوتتیس در ایران. ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۷۱۷-۷۱۶.

- Ahankoub, M., Jahangiri, A., Asahara, Y. and Moayyed, M., ۲۰۱۳. Petrochemical and Sr-Nd isotope investigations of A-type granites in the east of Misho, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 4833-4849.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *The Geological Society of America Bulletin*, 103, 983-992.

- Azor, A., Keller, E.A. and Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 745-753.

- Behyari, M., Mohajjel, M., Sobel, ER., Rezaeian, R., Moayyed, M. and Schmidt, A., 2016. Analysis of exhumation history in Misho Mountains, NW Iran: Insights, Structural and Apatite Fission Track Data, *Neues Jahrbuch fur Geologie und palaeontologie*. (article under revision)

- Berberian, M. and Arshadi, S., 1976. On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city.,

قرار دارد و این گسل‌ها برخلاف گسل تبریز که دارای حرکت امتداد لغز می‌باشد در هسته کمپلکس میشو غالباً به صورت شیب لغز عمل کرده و تغییرات عمده‌ای را در شاخص‌های ژئومورفیک اعمال کرده‌اند.

۲. آنالیز هیپسومتری حوضه میشو در دو بخش دامنه شمالی و جنوبی نشان می‌دهد که هر دو بخش جز مناطق فعال تکتونیکی محسوب می‌شوند و منحنی‌های هیپسومتری به صورت محدب می‌باشند اما مقایسه شاخص هیپسومتری نشان می‌دهد که دامنه شمالی بلوغ زمین ساختی کمتری نسبت به دامنه جنوبی دارد و ناپایدارتر است.

۳. بررسی نمودارهای توپوگرافی همگن شده در سه مقطع باختر، مرکز و خاور میشو نشان می‌دهد که از میزان برافرازش منطقه از باختر به سمت خاور کاسته می‌شود و بخش‌های خاوری این کمپلکس دارای پایداری نسبی بیشتری نسبت به بخش باختری هستند.

۴. برونزد پی سنگ کریستالین پرکامبرین (سازند کهر) ارتباط مستقیم با میزان نرخ برافرازش منطقه دارد و در مناطقی که شاخص‌های ژئومورفیک (بخش شمال باختری کمپلکس میشو) میزان برافرازش بیشتری را نشان می‌دهند. پی سنگ پرکامبرین نیز برونزد بیشتری دارد اما با حرکت به سمت خاور و جنوب از میزان گسترش پی سنگ کاسته می‌شود.

۵. داده‌های زمین دماسنجی نشان می‌دهند آغاز فرایش سریع در منطقه از ۲۱ میلیون سال پیش (میوسن) بوده و نرخ برافرازش ۰/۲۴ تا ۰/۱۶ km/Ma می‌باشد.

۶. مقایسه نمونه‌های اخذ شده از باختر میشو (۹۲۳-۲) با نمونه‌های خاور میشو (Moro ۹۱۶) نشان می‌دهد که نمونه‌های باختری از عمق بیشتری به سطح رسیده‌اند، به عبارت دیگر نرخ فرایش مرتبط با گسل‌های منطقه در باختر بیشتر می‌باشد که این داده‌ها با داده‌های ساختاری و مورفولوژیکی و همچنین وضعیت چینه‌شناسی منطقه همگرا می‌باشند.

سپاسگزاری

این پژوهش در قالب رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس انجام شده که بر خود لازم می‌دانیم از مسئولین دانشگاه

pp. 397-418.

- Bull, W.B., 2008. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. John Wiley & Sons.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2011. Tectonic geomorphology. John Wiley & Sons.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. and Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 27-34.
- Gracia, E., Pallas, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M. and Danobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 734-749.
- Hovius, N., Stark, C.P., Hao-Tsu, C. and Jiun-Chuan, L., 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *The Journal of Geology* 108, 73-89.
- Huang, X. and Niemann, J.D., 2006. An evaluation of the geomorphically effective event for fluvial processes over long periods. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111.
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S. and Davtian, V., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics* 380, 189-219.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. Active tectonics. Prentice Hall Upper Seddle River, NJ, USA.
- Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H. and Scaillet, S., 2008. Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology* 102, 189-203.
- Mitchell, S.G. and Montgomery, D.R., 2006. Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quaternary Research* 65, 96-107.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J. and Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American journal of science* 304, 559-589.
- Montgomery, D.R., 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Science* 301, 432-454.
- Moradi, A.S., Hatzfeld, D. and Tatar, M., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics* 506, 22-30.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M. and Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology* 105, 218-231.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. and Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119, 74-87.
- Pérez-Peña, J., Azañón, J., Azor, A., Delgado, J. and González-Lodeiro, F., 2009. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 16-25.
- Reichenbacher, B., Alimohammadian, H., Sabouri, J., Haghfarshi, E., Faridi, M., Abbasi, S., Matzke-Karasz, R., Fellin, M.G.,

- Carnevale, G. and Schiller, W., 2011. Late Miocene stratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Tabriz Basin (NW Iran, Eastern Paratethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 1-18.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A., 2013. Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *lithos* 162, 264-278.
 - Şengör, A., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. Geological Society, London, Special Publications 49, 797-831.
 - Şengör, A., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. Geological Society, London, Special Publications 17, 77-112.
 - Silva, P.G., Goy, J., Zazo, C. and Bardaji, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203-225.
 - Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117-1142.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A. and Bayer, R., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381-398.
 - Walcott, R.C. and Summerfield, M., 2008. Scale dependence of hypsometric integrals: an analysis of southeast African basins. *Geomorphology* 96, 174-186.
 - Willgoose, G. and Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 611-623.